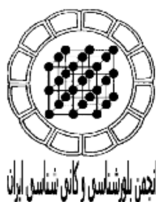
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۸، از صفحهٔ ۳۰۷ تا ۳۲۰



کاربرد شیمی‌کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل گرانیت اسماعیل آباد در منطقه پشت بادام (خرد قاره شرق- ایران مرکزی)

خدیجه خلیلی*[۱]، نرگس نصوحیان[۲]، قدرت ترابی[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۲/۸، نسخه نهایی: ۹۷/۶/۱۲)

چکیده: توده گرانیتی اسماعیل آباد با سن تریاس پسین در بخش مرکزی پهنه پشت بادام(خرد قاره شرق- ایران مرکزی)، در شمال شرقی استان یزد قرار دارد. این توده گرانیتی به درون سنگ‌های دگرگونی مجموعه پشت بادام نفوذ کرده و به وسیله رسوبات آهکی کرتاسه پوشانده شده است. مجموعه کانی‌های سازنده گرانیت‌های مورد بررسی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت (غنی از منیزیم)، آپاتیت، تیتانیت و زیرکن است. بر پایه نتایج شیمی‌کانی‌ها، آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت آذرین هستند. بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها شامل بیوتیت‌های غنی از منیزیم بوده که مشخصات شیمی‌کانی آن‌ها نشان‌دهنده ترکیب بیوتیت‌های اولیه‌ی برآمده از تبلور یک ماگمای آهکی-قلیایی است. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها و بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد نشان دهنده وابستگی آن‌ها به گرانیت‌های نوع I است و در محیطی با گریزندگی بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. محاسبات زمین دما-فشارسنجی، دمای بین ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و گستره‌ی فشار ۲ تا ۳٫۸ کیلوبار را نشان می‌دهد. با توجه به جایگاه وسن سنگ‌های مورد بررسی، تشکیل این توده‌ی گرانیتی را می‌توان مربوط به بسته‌شدن و فرورانش اقیانوس پالئوتتیس در بخش غربی خردقاره شرق- ایران مرکزی در نظر گرفت که ادامه روند برخورد قاره‌ای باعث شروع فعالیت‌های آذرین نفوذی ایجاد این توده‌ی گرانیتی در منطقه شده‌است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی‌کانی؛ زمین دما-فشارسنجی؛ گرانیت؛ اسماعیل آباد؛ پشت بادام؛ پالئوتتیس؛ خردقاره شرق- ایران مرکزی.*

مقدمه

فعالیت‌های ماگمایی گرانیتوئیدی نقش مهمی در تکامل پوسته قاره‌ای و گوشته سنگ‌کره‌ای دارند [۱]. گرانیت‌ها از فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین درونی بوده و یکی از مهمترین اجزاء سازنده پوسته قاره‌ای هستند [۲]. این سنگ‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت و از طریق فرایندهای زمین‌دینامیکی مختلف چون ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نفوذ ماگماهای مختلف گوشته به زیر پوسته قاره‌ای، نازک‌شدگی سنگ کره و بالاآمدگی گوشته سست کره‌ای، ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای و نیز جدایش مذاب امکان ایجاد دارند [۳-۵].

گرانیت اسماعیل آبادر بخش مرکزی پهنه پشت بادام و در خرد قاره شرق- ایرن مرکزی واقع است. بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی در بخش مرکزی پهنه پشت بادام (شمال شرق استان یزد) نشان می‌دهد که توده‌ای گرانیتی منسوب به مزوزوئیک، پریدوتیت‌های دگرگونه مجموعه دگرگونی پشت بادام را قطع نموده‌اند که موجب رخداد فرایند دگرگونی مجاورتی در آن‌ها نیز شده است. با توجه به فراوانی این گرانیت‌ها و اهمیت زمین‌شناسی این منطقه از ایران مرکزی، تشخیص ماهیت این توده‌های نفوذی و شرایط تشکیل

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۰۹۲۷۸۹، پست الکترونیکی: Khalilikhadijeh@yahoo.com

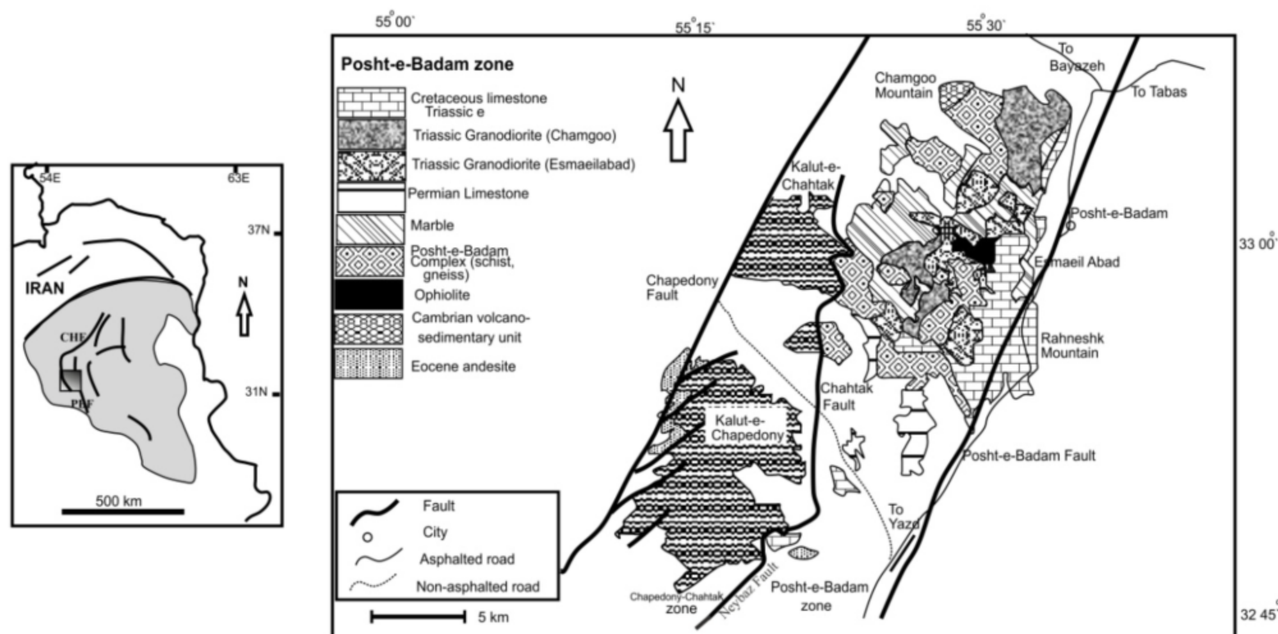
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

آن‌ها ضروری به‌نظر می‌رسد. بررسی مجموعه‌ی کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در این گرانیت‌ها می‌تواند ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای در حال تبلور را نشان دهد. لذا در این پژوهش ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسیتوده گرانیتی قطع‌کننده افیولیت دگرگونه پشت بادام توصیف شده و شیمی‌کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها بررسی می‌شود و بر اساس نتایج به دست آمده، شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل این توده تعیین می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

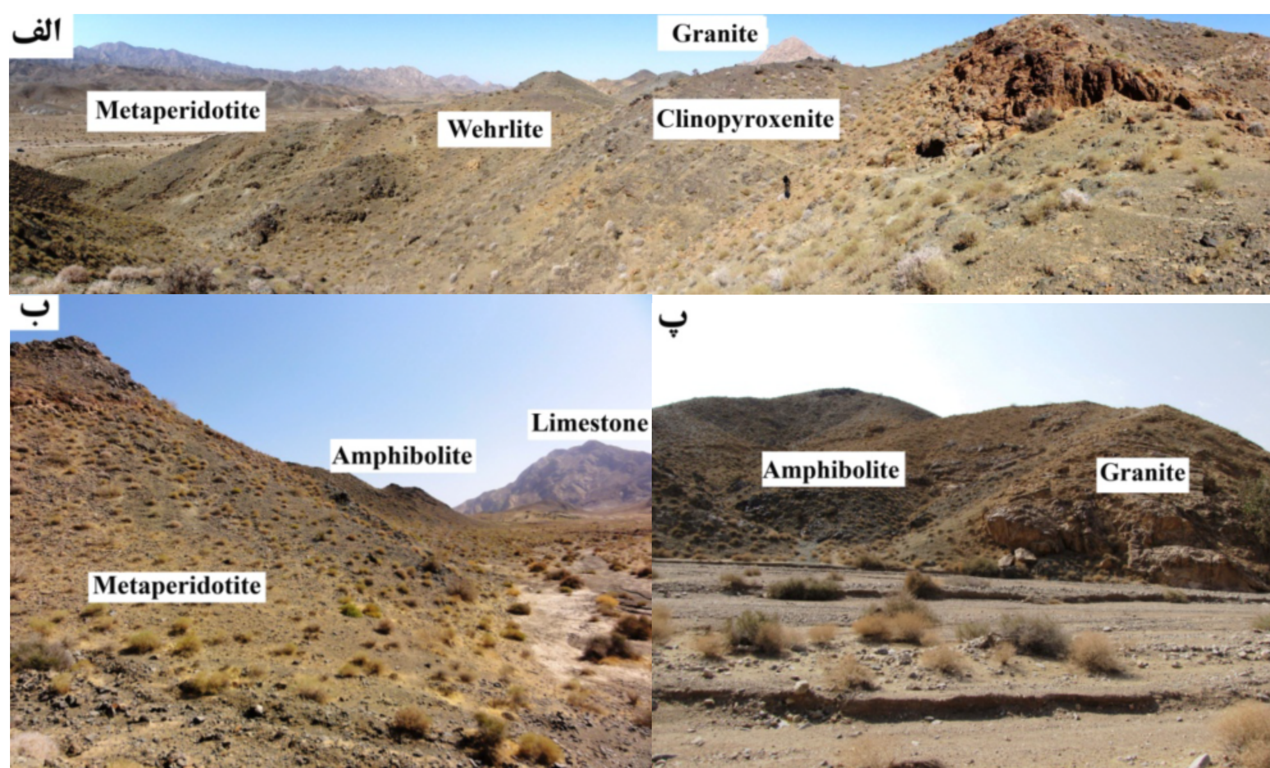
توده نفوذی اسماعیل آباد در منطقه پشت بادام در شمال شرقی استان یزد واقع است. این منطقه در تقسیمات زمین شناسی ایران بخشی از خردقاره شرق- ایران مرکزی (CEIM) است که در بخش مرکزی پهنه پشت بادام قرار دارد (شکل ۱). این خرد قاره توسط بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس و نیز گسل‌های طویلی که از نوع راستالغز راستگرد هستند احاطه شده و از شرق به غرب قابل تقسیم به پهنه لوت، پهنه طبس (کرمان)، پهنه پشت بادام و پهنه یزد (نایین) است [۶] (شکل ۱). برپایه پژوهش رمضانی و همکارش [۷] پهنه پشت بادام شامل سه بخش مرکزی، شرقی و غربی است. بخش مرکزی این پهنه دارای پهنای بیشینه ۱۷ کیلومتر بوده و یک پهنه گسله است که از شرق به گسل پشت بادام و از غرب با گسل نی باز-چاه تک محصور می‌شود (شکل ۱). برخی پژوهشگران [۸،۷] بخش مرکزی پهنه پشت بادام و مناطق جنوبی آن (منطقه خشومی و چاپدونی) را به‌عنوان بخشی از یک مجموعه حلقوی دگرگون در نظر گرفته‌اند. بخش مرکزی پهنه پشت بادام شامل افیولیت دگرگونه پشت بادام، سنگ‌هایدگرگونی درجه متوسط مجموعه پشت بادام همچون آمفیبولیت، شیست و مرمر و توده‌های نفوذی مزوزوئیک می‌باشد (شکل ۲).

بررسی‌های سن‌سنجی زیرکن‌های توده‌های نفوذی این منطقه به روش U-Pb میانگین سنی ۲۱۴ و ۲۲۰ میلیون سال که معادل اشکوب نورین در تریاس پسین است را به‌ترتیب برای گرانیت‌های اسماعیل آباد و گرانودیوریت‌های چامگو نشان می‌دهد [۷]. توده گرانیتی اسماعیل آباد آهک‌های فسیل‌دار پرمین را پوشانده وسپس خود توسط جوش سنگ، ماسه سنگ و آهک‌های کرتاسه پوشیده شده است [۹]. این توده، مجموعه دگرگونی پشت بادام را قطع کرده و موجب رخداد دگرگونی در پریدوتیت‌های افیولیت دگرگونه پشت بادام و توده‌های آهک پرمین این بخش شده است (شکل‌های ۲ الف و ب). در برخوردگاه این توده نفوذی با افیولیت دگرگونه پشت بادام سنگ‌های الیوین کلینوپیروکسنیت و ورلیت تشکیل شده است (شکل ۲ الف). توده چامگو در شیست و مرمرهای مجموعه پشت بادام نفوذ کرده است. آمفیبولیت‌ها نیز به‌صورت توده‌های کوچک و بزرگ گاهی در مجاورت با گرانیت‌های اسماعیل آباد دیده می‌شوند (شکل ۲ پ).



شکل۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه پشت بادام (ایران مرکزی) و جایگاه زمین‌شناسی گرانیت‌های اسماعیل آباد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]



شکل ۲ تصاویر صحرایی از نفوذ توده گرانیتی اسماعیل آباد و سنگ‌های اطراف این توده. الف-نمایی کلی از توده نفوذی گرانیتی در پریدوتیت‌های دگرگونه پشت بادام که در برخوردگاه توده گرانیتی با افیولیت دگرگونه سنگ‌های الیوین کلینوپیروکسنیت و ورلیت تشکیل شده است. ب-وجود آمفیبولیت همراه با افیولیت دگرگونه پشت بادام. پ-نفوذ توده گرانیتی در آمفیبولیت‌های پشت‌بادام.

روش بررسی

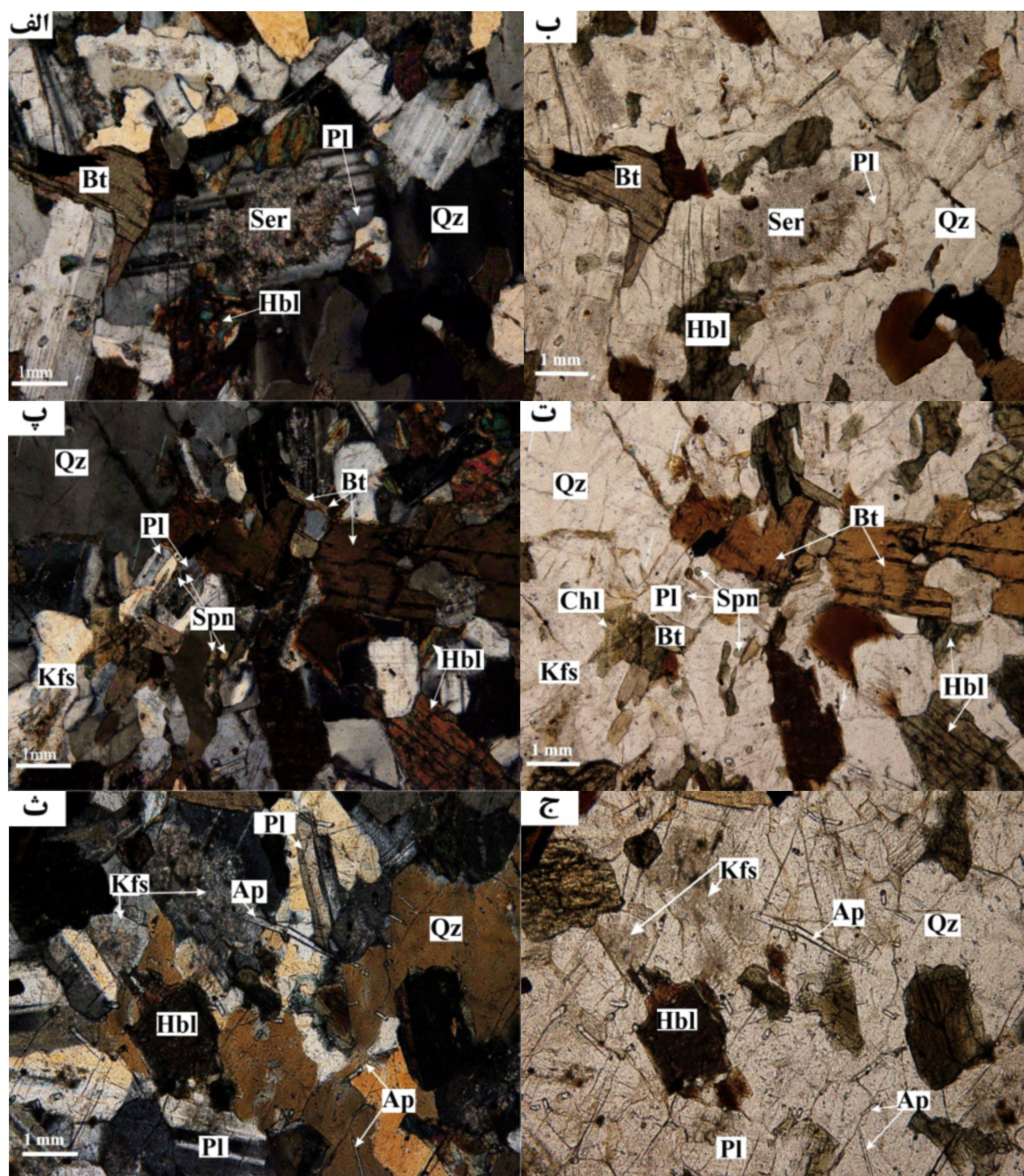
پس از بازدیدهای صحرایی، نمونه‌برداری و بررسی‌های سنگ نگاری گرانیت‌های قطع‌کننده افیولیت دگرگونه پشت بادام، تعدادی از مقاطع نازک میکروسکوپی جهت انجام تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها انتخاب و از آن‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه شد. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازنده الکترونی JEOL مدل(WDS)JXA-۸۸۰۰ در دانشگاه کانازاوای ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰kV و جریان ۲۰nA انجام گرفت. مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} موجود در ترکیب کانی‌ها براساس عنصرسنجی آن‌ها محاسبه شد. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ ارائه شده است. علامت اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۰] است.

کانی‌شناسی و شیمی‌کانی‌ها

توده گرانیتی اسماعیل آباد با سن تریاس پسین بخشی از توده گرانیتوئیدی در این منطقه است که در این پژوهش بررسی شده است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید تا صورتی هستند. گرانیت‌های مورد بررسی درشت‌بلور و نیمه روشن هستند و در برخی موارد، شواهدی از میلونیتی‌شدن در آن‌ها قابل مشاهده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این نمونه‌ها به‌ترتیب فراوانی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند) و بیوتیت بوده و کانی‌های فرعی سازنده آن‌ها متشکل از مسکویت، آپاتیت، کلریت (ریپدولیت)، اسفن و زیرکن است (شکل ۳). کوارتزهای موجود به‌صورت بلورهای ریز با لبه‌های دندانه‌ای در زمینه سنگ دیده می‌شوند و گاهی به‌صورت انبوه-هایی از دانه‌های کوارتز با خاموشی موجی هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ماکل چندریختی از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۳ الف و ب). بافت دانه‌ای بافت اصلی در این گرانیت‌هاست و بافت‌های پرتیتی و خال خال نیز به‌صورت بافت فرعی در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ پ و ت). بررسی‌های کانی‌شناسی و نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌ها نشانگر آن است که گرانیت‌های موجود، بافت و کانی‌شناسی

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

اولیه خود را حفظ کرده‌اند، اما در برخی موارد می‌توان فرایند دگرسانی در این نمونه‌ها را به‌صورت فرایندهای سریسیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن در فلدسپارها و کلریتی‌شدن در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها مشاهده نمود (شکل‌های ۳ الف، ث). بر این اساس کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها شامل سریسیت، کلریت، کانی کدر و اپیدوت است.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی توده گرانیتیاسماعیل آباد: الف و ب- وجود کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت در این گرانیت‌ها و رخداد فرایند سریسیتی‌شدن در پلاژیوکلاز وکلریتی‌شدن در آمفیبول‌های موجود به ترتیب در نور XPL و PPl، پ و ت- وجود کانی‌های تیتانیت و آپاتیت به صورت کانی‌های فرعی همراه با کانی‌های اصلی (کوارتز، k-فلدسپار، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت) در این گرانیت به ترتیب در نور XPL و PPL. ث و ج- دگرسانی برخی از آمفیبول‌های موجود به کلریت و فراوانی وجود آپاتیت در گرانیت‌های مورد بررسی به ترتیب در نور XPL و PPL.

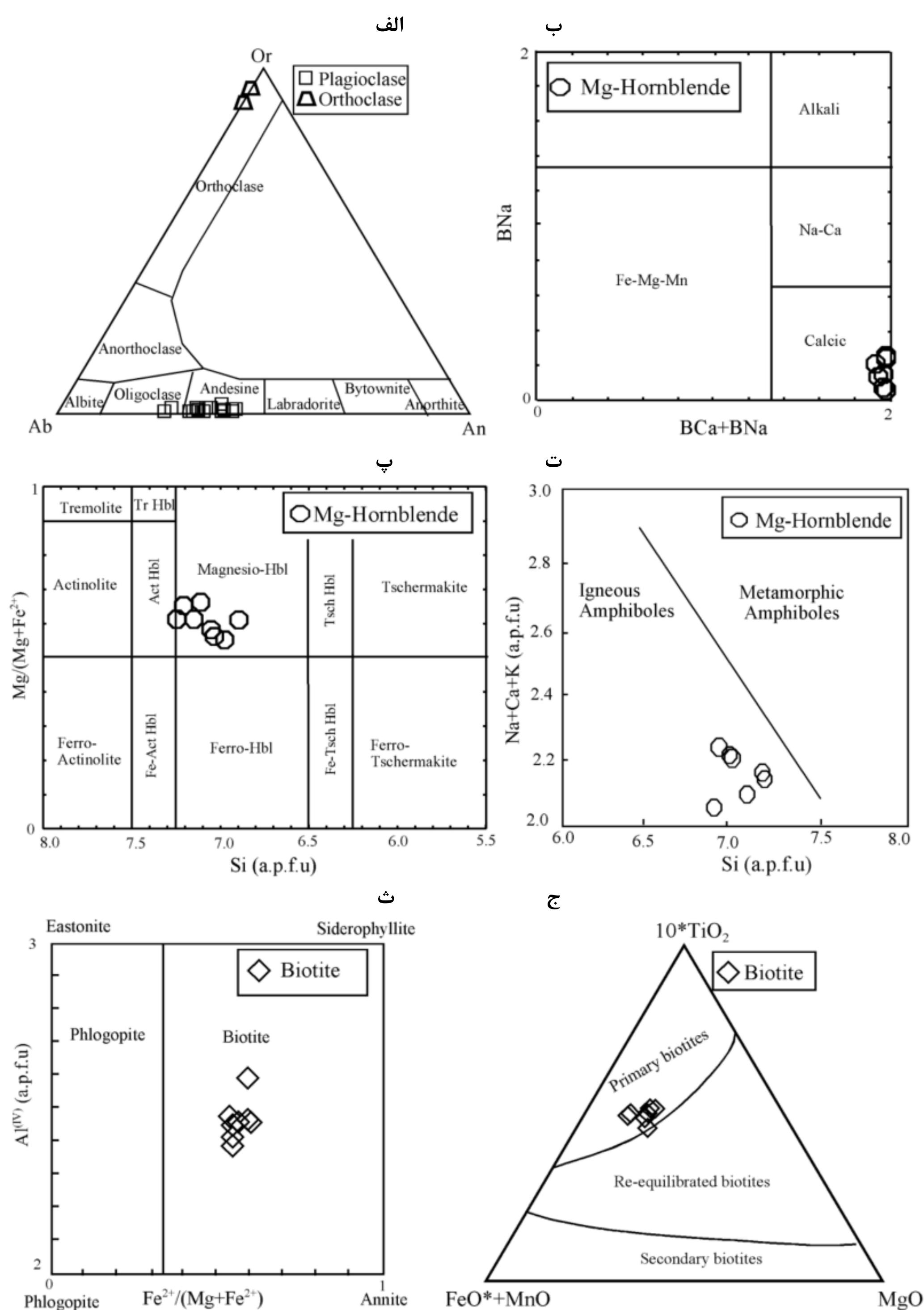
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

فلدسپار: بررسی‌های کانی‌شناسی و نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها نشان‌دهنده وجود فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز) به‌عنوان کانی‌های اصلی سازنده این گرانیت‌هاست که حدود ۵۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی ارتوکلاز با فراوانی بیشتر نسبت به پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها حضور دارد. فلدسپارهای موجود بیشتر سالم و به‌دور از دگرسانی هستند اما در برخی از نمونه‌ها به‌طور بخشی دستخوش فرایندهای سریسیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن شده‌اند. بلورهای ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، در برخی موارد دارای میانبارهای آپاتیت هستند (شکل‌های ۳ ث و ج). نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپارها در گرانیت‌های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. پلاژیوکلازهای موجود در این نمونه‌ها دارای مقدار ارتوکلاز کمتر از ۱٫۹ درصد بوده و دارای گستره An_{26} تا An_{45} هستند که استفاده از نمودار مثلثی تقسیم‌بندی این کانی‌ها نشانگر ترکیب آندزین و الیگوکلاز در پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌هاست (شکل ۴ الف). همچنین بررسی شیمی‌کانی‌ها بیانگر وجود فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) با مقدار ارتوکلاز بیش از ۹۰ درصد در این گرانیت‌هاست.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری فلدسپارهای موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد (Ande: آندزین، Olig: الیگوکلاز، Or: اورتوکلاز).

نمونه	B۱۳۵	B۱۳۵	B۱۳۵	B۱۳۵	B۴۴۷	B۴۴۷	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۴	B۴۴۴	B۱۳۲	B۱۳۲	B۱۲۱	B۱۲۱	B۱۲۱	B۱۲۱
نقطه	۲۰۷	۲۰۶	۲۰۸	۲۰۵	۲۲۴	۲۲۱	۱۸۷	۱۸۵	۱۸۲	۱۷۹	۱۷۷	۲۱۸	۲۱۴	۱۹۲	۱۹۰	۲۰۱	۱۹۸	۱۹۷	۱۹۵
کانی	Or	Or	Olig	Olig	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande	Ande
SiO_2	۶۴٫۳۴	۶۵٫۱۱	۶۱٫۶۱	۶۱٫۸۵	۵۷٫۹۵	۵۷٫۷۴	۵۷٫۲۶	۵۷٫۲۶	۵۹٫۱۰	۵۸٫۲۲	۵۸٫۰۹	۵۶٫۷۵	۵۸٫۶۰	۵۷٫۶۳	۶۰٫۰۰	۵۸٫۶۵	۵۸٫۸۸	۵۸٫۱۸	۵۹٫۲۹
TiO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۱۸٫۳۴	۱۸٫۶۱	۲۳٫۸۳	۲۳٫۶۱	۲۶٫۶۰	۲۶٫۶۲	۲۷٫۲۲	۲۷٫۴۳	۲۵٫۹۶	۲۶٫۴۴	۲۶٫۶۴	۲۷٫۱۰	۲۵٫۸۹	۲۶٫۶۴	۲۵٫۲۷	۲۵٫۸۸	۲۵٫۶۳	۲۶٫۱۸	۲۵٫۷۳
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO^{total}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۲۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۵٫۵۶	۵٫۵۲	۸٫۷۶	۸٫۸۹	۹٫۲۲	۹٫۴۱	۸٫۰۲	۸٫۴۷	۸٫۸۵	۹٫۳۹	۸٫۰۰	۸٫۷۴	۶٫۶۷	۸٫۱۵	۷٫۵۳	۸٫۲۱	۷٫۸۰
Na_2O	۰٫۶۵	۱٫۰۹	۸٫۷۰	۸٫۱۹	۶٫۷۲	۶٫۴۰	۶٫۵۲	۶٫۴۸	۷٫۲۳	۶٫۸۷	۶٫۶۴	۶٫۴۲	۷٫۳۰	۶٫۸۱	۷٫۶۴	۶٫۹۶	۷٫۲۵	۷٫۰۱	۷٫۲۸
K_2O	۱۵٫۰۶	۱۴٫۵۷	۰٫۰۹	۰٫۳۴	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۱۲
مجموع	۹۸٫۴۴	۹۹٫۴۵	۹۹٫۸۲	۹۹٫۵۳	۱۰۰٫۱۲	۹۹٫۸۰	۱۰۰٫۳۷	۱۰۰٫۷۵	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰٫۵۰	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۹	۱۰۰٫۱۷	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۷	۹۹٫۶۰	۹۹٫۸۸	۱۰۰٫۲۹
Oxygen#	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۳٫۰۰۳	۳٫۰۰۱	۲٫۷۴۱	۲٫۷۵۶	۲٫۵۹۱	۲٫۵۸۹	۲٫۵۶۰	۲٫۵۵۲	۲٫۶۲۹	۲٫۶۰۱	۲٫۵۹۰	۲٫۵۵۳	۲٫۶۲۴	۲٫۵۸۱	۲٫۶۷۷	۲٫۶۲۶	۲٫۶۴۰	۲٫۶۰۸	۲٫۶۶۱
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
$Al^{(IV)}$	۱٫۰۰۸	۱٫۰۱۰	۱٫۲۴۸	۱٫۲۳۹	۱٫۴۰۱	۱٫۴۰۶	۱٫۴۳۳	۱٫۴۴۰	۱٫۳۶۰	۱٫۳۹۱	۱٫۳۹۹	۱٫۴۳۶	۱٫۳۶۵	۱٫۴۰۵	۱٫۳۲۷	۱٫۳۶۴	۱٫۳۵۳	۱٫۳۸۲	۱٫۳۴۹
$Al^{(VI)}$	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۲۶۵	۰٫۲۶۴	۰٫۴۲۰	۰٫۴۲۷	۰٫۴۴۲	۰٫۴۴۹	۰٫۳۸۲	۰٫۴۰۶	۰٫۴۲۳	۰٫۴۵۳	۰٫۳۸۴	۰٫۴۲۰	۰٫۳۱۹	۰٫۳۹۱	۰٫۳۶۲	۰٫۳۹۴	۰٫۳۷۲
Na	۰٫۰۵۹	۰٫۰۹۷	۰٫۷۵۱	۰٫۷۰۷	۰٫۵۸۳	۰٫۵۵۷	۰٫۵۶۵	۰٫۵۶۰	۰٫۶۲۴	۰٫۵۹۵	۰٫۵۷۴	۰٫۵۶۰	۰٫۶۳۳	۰٫۵۹۱	۰٫۶۶۰	۰٫۶۰۴	۰٫۶۳۱	۰٫۶۱۰	۰٫۶۲۹
K	۰٫۸۹۶	۰٫۸۵۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۷
کاتیون	۴٫۹۶۹	۴٫۹۶۷	۵٫۰۱۱	۴٫۹۸۶	۴٫۹۹۹	۴٫۹۸۷	۵٫۰۰۸	۵٫۰۰۸	۵٫۰۰۴	۵٫۰۰۳	۴٫۹۹۹	۵٫۰۰۹	۵٫۰۱۲	۵٫۰۱۲	۴٫۹۹۱	۴٫۹۹۶	۵٫۰۰۰	۵٫۰۱۰	۵٫۰۰۰
Ab	۶٫۲۰	۱۰٫۲۰	۷۳٫۶۰	۷۱٫۴۰	۵۸٫۰۰	۵۶٫۳۰	۵۵٫۷۰	۵۵٫۲۰	۶۱٫۵۰	۵۹٫۰۰	۵۷٫۲۰	۵۵٫۰۰	۶۱٫۹۰	۵۸٫۱۰	۶۶٫۹۰	۶۰٫۲۰	۶۳٫۰۰	۵۹٫۹۰	۶۲٫۴۰
An	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۲۶٫۰۰	۲۶٫۷۰	۴۱٫۷۰	۴۳٫۱۰	۴۳٫۶۰	۴۴٫۳۰	۳۷٫۷۰	۴۰٫۳۰	۴۲٫۱۰	۴۴٫۵۰	۳۷٫۶۰	۴۱٫۳۰	۳۲٫۴۰	۳۸٫۹۰	۳۶٫۱۰	۳۸٫۷۰	۳۶٫۹۰
Or	۹۳٫۶۰	۸۹٫۶۰	۰٫۵۰	۱٫۹۰	۰٫۳۰	۰٫۶۰	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۱٫۴۰	۰٫۷۰
X Ab	---	---	۷۳٫۹۰	۷۲٫۷۸	۵۸٫۱۷	۵۶٫۶۴	۵۶٫۰۹	۵۵٫۴۸	۶۲٫۰۰	۵۹٫۴۲	۵۷٫۶۰	۵۵٫۲۸	۶۲٫۲۱	۵۸٫۴۵	۶۷٫۳۷	۶۰٫۷۵	۶۳٫۵۷	۶۰٫۷۵	۶۲٫۸۴
X An	---	---	۲۶٫۱۰	۲۷٫۲۲	۴۱٫۸۳	۴۳٫۳۶	۴۳٫۹۱	۴۴٫۵۲	۳۸٫۰۰	۴۰٫۵۸	۴۲٫۴۰	۴۴٫۷۲	۳۷٫۷۹	۴۱٫۵۵	۳۲٫۶۳	۳۹٫۲۵	۳۶٫۴۳	۳۹٫۲۵	۳۷٫۱۶

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]



شکل ۴ بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد در: الف- نمودار مثلثی رده‌بندی فلدسپارها [۱۱]. ب، پ- نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها [۱۱]. ت- نمودار بررسی ماهیت آذرین یا دگرگونی آمفیبول‌ها [۱۲]. ث- نمودار تقسیم‌بندی خانواده بیوتیت‌ها [۱۱]. ج- نمودار مثلثی تمایز بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های باز تعادل یافته و ثانویه [۱۳].

آمفیبول: آمفیبول از کانی‌های اصلی مافیک موجود در این گرانیت‌هاست و حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. درشت بلورهای آمفیبول در این نمونه‌ها بیشتر به‌دور از دگرسانی بوده (شکل‌های ۳ پ و ت)، اما در برخی نمونه‌ها رخداد فرایند کلریتی‌شدن قابل مشاهده است که کانی‌های کلریت و کانی کدر از فراورده‌های این فرایند در آمفیبول‌ها

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

هستند (شکل ۳ ث). نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها (جدول ۲) مقادیر Al_2O_3 بین ۵٫۶ تا ۱۱٫۱ درصد وزنی و مقدار CaO بین ۱۱٫۱ تا ۱۲٫۲ درصد وزنی را نشان می‌دهند. محاسبه فرمول ساختاری این کانی‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و استفاده از رده‌بندی ارائه شده در مرجع [۱۴] نشان می‌دهد که همه آمفیبول‌های موجود دارای مقدار Ca/(Ca+Na) بیش از ۰٫۷۵ هستند که بیانگر ماهیت کلسیمی این کانی‌هاست. براساس رده‌بندی مرجع [۱۱] نیز همه آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع آمفیبول‌های کلسیمی بوده (شکل ۴ ب) و دارای ترکیب مگنزیوهورنبلند هستند (شکل ۴ پ). مقدار Mg# در آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره ۰٫۳۵ تا ۰٫۶۴ بوده و دارای نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} پایین برابر با ۰٫۰۷ تا ۰٫۴۸ هستند. بررسی ماهیت آذرین یا دگرگونی آمفیبول‌ها با استفاده از نمودار Ca+Na+K نسبت به Si نشان می‌دهد که همه آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های مورد بررسی از نوع آمفیبول‌های برآمده از تبلور ماگما هستند (شکل ۴ ت).

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد (علامت اختصاری کانی: Mg-Hbl: مگنزیوهورنبلند).

نمونه	B۴۴۴	B۴۴۴	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۷	B۴۴۷
نقطه	۲۱۱	۲۱۶	۱۷۶	۱۷۸	۱۸۴	۱۸۶	۲۲۰	۲۲۳
کانی	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl
SiO_2	۴۷٫۰۷	۴۷٫۸۳	۴۹٫۷۲	۴۹٫۲۰	۵۰٫۳۴	۴۹٫۵۵	۴۷٫۲۱	۴۷٫۴۹
TiO_2	۱٫۰۳	۱٫۱۷	۰٫۹۰	۱٫۲۴	۰٫۸۱	۰٫۹۰	۰٫۹۸	۱٫۱۹
Al_2O_3	۸٫۲۵	۷٫۸۷	۶٫۲۶	۶٫۵۰	۵٫۶۹	۶٫۲۷	۸٫۲۵	۷٫۰۶
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO^{total}	۱۷٫۹۸	۱۷٫۵۵	۱۴٫۹۳	۱۵٫۷۴	۱۶٫۴۲	۱۶٫۲۷	۱۷٫۴۲	۱۷٫۷۴
MnO	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۷۵	۰٫۵۱	۰٫۵۷	۰٫۵۰	۰٫۵۴
MgO	۱۰٫۵۰	۱۰٫۵۷	۱۲٫۶۵	۱۲٫۰۹	۱۲٫۰۵	۱۱٫۹۷	۱۰٫۳۲	۱۰٫۵۶
CaO	۱۱٫۲۵	۱۲٫۲۲	۱۲٫۲۴	۱۱٫۴۰	۱۲٫۱۳	۱۲٫۱۱	۱۲٫۰۰	۱۱٫۷۰
Na_2O	۰٫۶۸	۰٫۷۷	۰٫۶۶	۰٫۸۴	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۰٫۸۶	۰٫۹۳
K_2O	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۶۱	۰٫۴۸
مجموع	۹۷٫۸۵	۹۹٫۰۵	۹۸٫۲۴	۹۸٫۱۳	۹۸٫۸۲	۹۸٫۷۱	۹۸٫۱۵	۹۷٫۶۹
Oxygen #	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳
Si	۶٫۸۹۹	۶٫۹۹۸	۷٫۲۱۸	۷٫۱۳۸	۷٫۲۹۰	۷٫۱۹۳	۶٫۹۷۱	۷٫۰۳۷
Ti	۰٫۱۱۴	۰٫۱۲۹	۰٫۰۹۸	۰٫۱۳۵	۰٫۰۸۸	۰٫۰۹۸	۰٫۱۰۸	۰٫۱۳۲
$Al^{(IV)}$	۱٫۱۰۱	۱٫۰۰۲	۰٫۷۸۲	۰٫۸۶۲	۰٫۷۱۰	۰٫۸۰۷	۱٫۰۲۹	۰٫۹۶۳
$Al^{(VI)}$	۰٫۳۲۴	۰٫۳۵۵	۰٫۲۸۸	۰٫۲۴۸	۰٫۲۵۹	۰٫۲۶۴	۰٫۴۰۶	۰٫۲۶۸
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe^{2+}	۱٫۴۸۶	۱٫۹۱۸	۱٫۵۷۴	۱٫۴۱۴	۱٫۶۹۶	۱٫۶۶۴	۱٫۹۰۴	۱٫۸۴۱
Fe^{3+}	۰٫۷۱۸	۰٫۲۳۰	۰٫۲۳۸	۰٫۴۹۶	۰٫۲۹۲	۰٫۳۱۱	۰٫۲۴۷	۰٫۳۵۸
Mn	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۱	۰٫۰۶۴	۰٫۰۹۲	۰٫۰۶۲	۰٫۰۷۰	۰٫۰۶۳	۰٫۰۶۸
Mg	۲٫۲۹۴	۲٫۳۰۶	۲٫۷۳۷	۲٫۶۱۵	۲٫۶۰۲	۲٫۵۹۱	۲٫۲۷۲	۲٫۳۳۳
Ca	۱٫۷۶۶	۱٫۹۱۶	۱٫۹۰۳	۱٫۷۷۲	۱٫۸۸۲	۱٫۸۸۴	۱٫۸۹۹	۱٫۸۵۷
Na	۰٫۱۹۳	۰٫۲۱۹	۰٫۱۸۵	۰٫۲۳۵	۰٫۱۶۱	۰٫۱۹۷	۰٫۲۴۶	۰٫۲۶۸
K	۰٫۱۰۷	۰٫۱۰۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۷	۰٫۰۷۰	۰٫۱۱۵	۰٫۰۹۰
کاتیون ها	۱۵٫۰۶۵	۱۵٫۲۴۲	۱۵٫۱۵۷	۱۵٫۰۷۶	۱۵٫۱۰۰	۱۵٫۱۵۰	۱۵٫۲۶۰	۱۵٫۲۱۵
Mg#	۰٫۶۰۷	۰٫۵۴۶	۰٫۶۳۵	۰٫۶۴۹	۰٫۶۰۵	۰٫۶۰۹	۰٫۵۴۴	۰٫۵۵۹
Fe#	۰٫۳۹۳	۰٫۴۵۴	۰٫۳۶۵	۰٫۳۵۱	۰٫۳۹۵	۰٫۳۹۱	۰٫۴۵۶	۰٫۴۴۱

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

بیوتیت: بیوتیت از دیگر کانی‌های اصلی موجود در گرانیت‌های مورد بررسی و دارای فراوانی کمتری نسبت به آمفیبول در این نمونه‌هاست. این کانی حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و رخداد فرایند کلریتی‌شدن موجب ایجاد کلریت، کانی کدر و تیتانیت در برخی از بیوتیت‌های دگرسان‌شده شده است (شکل‌های ۳ پ و ت). نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌های موجود و محاسبه فرمول ساختاری این کانی‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن در جدول ۳ ارائه شده است. همه میکاهای مورد بررسی دارای مقدار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ بیش از ۰٫۳۳ هستند؛ بنابراین در زیرگروه بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت) قرار می‌گیرند (شکل ۴ ث). بیوتیت‌های موجود مقدار Fe^{2+}# بین ۰٫۴۹ تا ۰٫۷۲ دارند و شاخص غنی‌شدگی از آلومینیم (ASI=Al/Ca+Na+K) آن‌ها در گستره ۱٫۰۴ تا ۱٫۷۴ است که مقادیر متوسط این شاخص نشان‌دهنده گستره فعالیت آلومینیم در تبلور مذاب است [۱۵]. استفاده از نمودار مثلثی $10TiO_2$-MgO-(FeO*+MnO) به‌منظور تفکیک ماهیت بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد همه از نوع اولیه و آذرین هستند (شکل ۴ ج).

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد (Bt: بیوتیت).

نمونه	B۴۴۴	B۴۴۴	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۵	B۴۴۷	B۴۴۷
نقطه	۲۱۳	۲۱۷	۱۷۵	۱۸۰	۱۸۱	۱۸۳	۲۱۹	۲۲۲
کانی	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO_2	۳۷٫۱۹	۳۵٫۳۵	۳۷٫۴۵	۳۷٫۰۶	۳۷٫۳۹	۳۷٫۴۰	۳۶٫۹۸	۳۶٫۹۸
TiO_2	۲٫۷۶	۱٫۶۹	۲٫۹۸	۲٫۸۳	۱٫۸۵	۲٫۵۱	۲٫۹۶	۳٫۰۷
Al_2O_3	۱۶٫۵۸	۱۷٫۱۴	۱۶٫۱۲	۱۶٫۵۲	۱۶٫۳۵	۱۷٫۱۹	۱۵٫۹۸	۱۵٫۹۲
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO^{total}	۲۱٫۰۱	۲۲٫۱۰	۱۹٫۳۶	۱۹٫۱۲	۱۹٫۸۶	۲۰٫۳۴	۲۰٫۴۰	۲۰٫۶۷
MnO	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۵
MgO	۹٫۴۹	۱۰٫۷۰	۱۰٫۶۹	۱۱٫۰۲	۱۰٫۶۴	۹٫۸۲	۱۰٫۲۱	۹٫۸۹
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Na_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۱۰
K_2O	۹٫۷۰	۷٫۴۰	۹٫۵۶	۹٫۳۸	۹٫۱۷	۹٫۶۵	۹٫۴۱	۹٫۴۷
مجموع	۹۷٫۰۵	۹۴٫۷۴	۹۶٫۴۸	۹۶٫۲۶	۹۵٫۶۶	۹۷٫۲۶	۹۶٫۲۷	۹۶٫۳۶
Oxygen#	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۵٫۶۰۳	۵٫۴۳۸	۵٫۶۲۵	۵٫۵۷۴	۵٫۶۶۶	۵٫۵۹۴	۵٫۶۰۲	۵٫۶۰۶
Ti	۰٫۳۱۳	۰٫۱۹۵	۰٫۳۳۷	۰٫۳۲۰	۰٫۲۱۱	۰٫۲۸۲	۰٫۳۳۷	۰٫۳۵۱
$Al^{(IV)}$	۲٫۳۹۷	۲٫۵۶۲	۲٫۳۷۳	۲٫۴۲۶	۲٫۳۳۴	۲٫۴۰۶	۲٫۳۹۸	۲٫۳۹۴
$Al^{(VI)}$	۰٫۵۴۴	۰٫۵۴۳	۰٫۴۷۹	۰٫۴۹۹	۰٫۵۸۵	۰٫۶۲۲	۰٫۴۵۲	۰٫۴۴۸
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe^{2+}	۲٫۶۴۷	۲٫۸۴۴	۲٫۴۳۲	۲٫۴۰۴	۲٫۵۱۷	۲٫۵۴۴	۲٫۵۸۴	۲٫۶۲۱
Fe^{3+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۶	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۲
Mg	۲٫۱۳۱	۲٫۴۵۴	۲٫۳۹۵	۲٫۴۷۱	۲٫۴۰۴	۲٫۱۸۹	۲٫۳۰۵	۲٫۲۳۴
Ca	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Na	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۹
K	۱٫۸۶۳	۱٫۴۵۳	۱٫۸۳۳	۱٫۷۹۹	۱٫۷۷۲	۱٫۸۴۲	۱٫۸۱۹	۱٫۸۳۱
کاتیون ها	۱۵٫۵۴۸	۱۵٫۵۴۵	۱۵٫۵۳۵	۱۵٫۵۴۷	۱۵٫۵۵۶	۱۵٫۵۳۵	۱۵٫۵۴۸	۱۵٫۵۴۹
Mg#	۰٫۴۴۶	۰٫۴۶۳	۰٫۴۹۶	۰٫۵۰۷	۰٫۴۸۹	۰٫۴۶۲	۰٫۴۷۱	۰٫۴۶۰
Fe#	۰٫۵۵۴	۰٫۵۳۷	۰٫۵۰۴	۰٫۴۹۳	۰٫۵۱۱	۰٫۵۳۸	۰٫۵۲۹	۰٫۵۴۰
ASI	۱٫۲۸	۱٫۷۴	۱٫۲۷	۱٫۳۳	۱٫۲۹	۱٫۲۹	۱٫۳۱	۱٫۲۹

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری کانی‌های اپیدوت، تیتانیت و کلریت موجود در گرانیت‌های اسماعیل آباد (علائم اختصاری کانی‌ها: Ep: اپیدوت، Spn: تیتانیت (اسفن)، Rip: ریپدولیت).

نمونه	B۱۲۱	B۱۳۲	نمونه	B۱۲۱	B۴۴۴	نمونه	B۴۴۴
نقطه	۱۹۶	۱۸۸	نقطه	۲۰۲	۲۱۵	نقطه	۲۱۲
کانی	Ep	Ep	کانی	Spn	Spn	کانی	Rip
SiO_2	۳۸٫۱۹	۳۸٫۵۵	SiO_2	۳۰٫۹۴	۳۰٫۸۷	SiO_2	۲۶٫۰۲
TiO_2	۰٫۱۵	۰٫۲۰	TiO_2	۳۵٫۸۱	۳۷٫۹۶	TiO_2	۰٫۰۷
Al_2O_3	۲۵٫۲۲	۲۷٫۰۱	Al_2O_3	۲٫۴۹	۱٫۸۳	Al_2O_3	۲۱٫۴۱
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	Cr_2O_3	۰٫۰۰
FeO^{total}	۹٫۷۹	۷٫۹۱	FeO^{total}	۰٫۴۴	۰٫۲۹	FeO^{total}	۲۷٫۹۴
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۸	MnO	۰٫۰۶	۰٫۰۸	MnO	۰٫۵۳
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۳	MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	MgO	۱۳٫۷۴
CaO	۲۳٫۷۱	۲۴٫۳۱	CaO	۲۹٫۰۴	۲۹٫۵۳	CaO	۰٫۰۲
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۳	Na_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	Na_2O	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	K_2O	۰٫۰۱
مجموع	۹۷٫۲۶	۹۸٫۲۳	مجموع	۹۸٫۸۰	۱۰۰٫۵۵	مجموع	۸۹٫۷۵
Oxygen#	۱۲٫۵	۱۲٫۵	Oxygen #	۵	۵	Oxygen #	۲۸
Si	۳٫۰۰۹	۲٫۹۹۶	Si	۱٫۰۲۰	۱٫۰۰۲	Si	۵٫۴۲۴
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Ti	۰٫۸۸۸	۰٫۹۲۷	Ti	۰٫۰۱۱
$Al^{(IV)}$	۲٫۳۴۰	۲٫۴۷۱	$Al^{(IV)}$	۰٫۰۹۷	۰٫۰۷۰	$Al^{(IV)}$	۲٫۵۷۶
$Al^{(VI)}$	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	$Al^{(VI)}$	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	$Al^{(VI)}$	۲٫۶۷۹
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Cr	۰٫۰۰۰
Fe^{2+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Fe^{2+}	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۸	Fe^{2+}	۴٫۸۷۲
Fe^{3+}	۰٫۶۴۴	۰٫۵۱۳	Fe^{3+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Fe^{3+}	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	Mn	۰٫۰۹۵
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	Mg	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	Mg	۴٫۲۶۵
Ca	۲٫۰۰۲	۲٫۰۲۴	Ca	۱٫۰۲۵	۱٫۰۲۷	Ca	۰٫۰۰۴
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	Na	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	Na	۰٫۰۰۴
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	K	۰٫۰۰۲
کاتیون ها	۷٫۹۹۵	۸٫۰۰۷	کاتیون ها	۳٫۰۴۶	۳٫۰۳۶	کاتیون ها	۱۹٫۹۳۲

بحث و بررسی

زمین دما- فشارسنجی تبلور توده نفوذی

کانی‌های آمفیبول و فلدسپار از کانی‌های اصلی موجود در گرانیت اسماعیل آباد هستند که از مشخصه‌های شیمیایی آن‌ها می‌توان در بررسی پارامترهای فیزیکوشیمیایی تبلور توده نفوذی شامل دما، فشار و گریزندگی اکسیژن استفاده نمود. جهت بررسی دمای توده گرانیتی با استفاده از ترکیب فلدسپارها، نمودار سه تایی آلبیت، آنورتیت و ارتوکلاز کاربرد دارد. در این نمودار دمای تشکیل فلدسپارهای موجود در گرانیت‌های مورد بررسی در گستره ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۵ الف) [۱۶-۱۹].

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها به دما، فشار، گریزندگی اکسیژن، ترکیب سنگ کل، فشار بخار آب و فازهای همراه این کانی بستگی دارد [۲۰]. فشارسنجی براساس ترکیب آمفیبول‌ها برپایه مقدار Al^{total} موجود در ساختار آن‌ها بوده و با استفاده از روش‌های مختلفی امکان‌پذیر است [۲۱-۲۴] که دقیق‌ترین آن‌ها روشارائه شده توسط اشمیت [۲۱] است [۲۵]. این روش در فشار ۲٫۵ تا ۱۳ کیلوبار و در دمای ۶۵۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد واسنجی شده و از رابطه زیر قابل بررسی است:

$$P\ (\pm 0.6\ kbar) = -3.01 + 4.76Al^{total} \qquad (1)$$

فشارسنجی به این روش برای آمفیبول‌های موجود در توده گرانیتی پشت بادام فشار ۲٫۱ تا ۳٫۸ (با میانگین ۳٫۰) کیلوبار را نتیجه داده است. همچنین استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

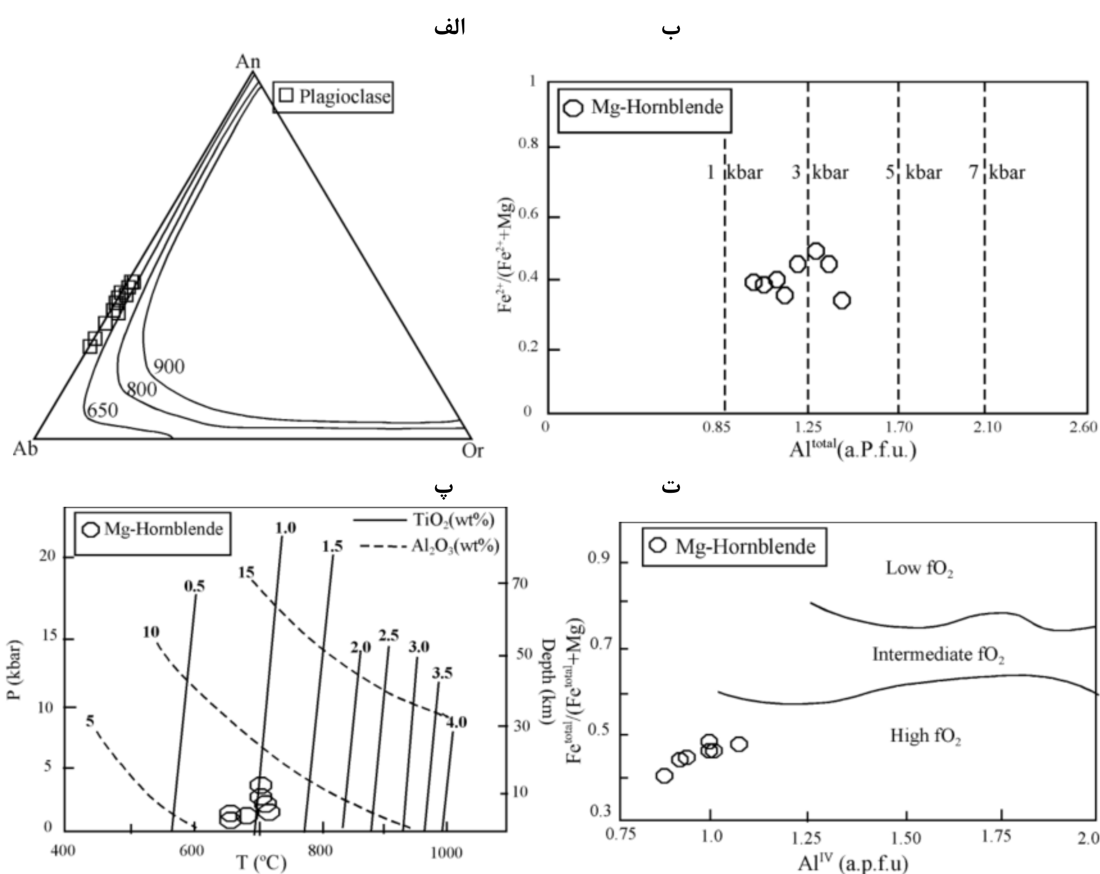
در نمودارهای شکل ۵ (ب و پ)، گستره‌ی دمایی حدود ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تقریبی ۲ تا ۴ کیلوبار را جهت تشکیل این کانی‌ها مشخص می‌کند. جمع‌بندی نتایج به دست آمده از روش‌های دماسنجی و فشارسنجی آمفیبول‌ها در این توده، دمای تقریبی۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و گستره فشار ۲ تا ۳٫۸ کیلوبار را برای تشکیل این کانی‌ها مشخص می‌کند. براساس فشار بدست آمده از بررسی آمفیبول‌های موجود می‌توان عمق تقریبی ۷٫۵ تا ۱۴ کیلومتر را برای تبلور آمفیبول‌های این سنگ‌ها برآورد کرد.

تعیین گریزندگی اکسیژن ماگما

گریزندگی اکسیژن ماگماها بیشتر وابسته به نوع سنگ خاستگاه و محیط زمین ساختی تشکیل آن‌هاست، به طوری که ماگماهای گرانیتی برآمده از رسوبات معمولاً حالت احیایی داشته و گرانیت‌های نوع I بیشتر ماهیت اکسایشی دارند [۲۶]. تعیین شرایط اکسایش ماگما از طریق بررسی کانی‌شناسی و شیمی‌کانی و همچنین به روش‌های نیمه‌کمی و کمی امکان‌پذیر است. در بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی‌کانی گرانیت‌های موجود مگنزیوهورنبلند و بیوتیت‌های غنی از آهن همراه با تیتانیت، مگنتیت و کوارتز وجود دارد که به عقیده وونز [۲۷] این مجموعه‌ی کانی‌ها بیانگر بالا بودن گریزندگی اکسیژن ماگمای مولد آن‌هاست. استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در نمودار ارائه شده در مرجع [۱۹] نیز نشان دهنده قرارگیری مگنزیوهورنبلندهای مورد بررسی در گستره گریزندگی بالای اکسیژن است (شکل ۵ ت). افزون بر آن، مقدار کمی گریزندگی اکسیژن از معادله زیر تعیین می‌شود [۲۷]:

$$\mathrm{Log}\, fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T \qquad (۲)$$

در این معادله، دما بر حسب کلوین و فشار بر حسب بار است مقادیر $\mathrm{Log}\, fO_2$ محاسبه شده برای گرانیت‌های مورد بررسی در گستره ۱۸٫۲- تا ۱۶٫۲- (با میانگین ۱۷٫۰-) است که بیانگر اکسایشی بودن ماگمای مولد آن‌هاست.



شکل ۵ الف- نمودار آنورتیت- آلبیت- ارتوکلاز به منظور دماسنجی کانی‌های فلدسپار موجود در توده گرانیتی اسماعیل آباد در فشار ۱ کیلوبار [۱۶]. ب- نمودار فشارسنجی آمفیبول‌های موجود در این گرانیت‌ها [۱۷]. پ- نمودار تغییرات دما- فشار- عمق بر اساس مقدار TiO_2 و Al_2O_3 موجود در آمفیبول‌ها [۱۸]. ت- بررسی گریزندگی اکسیژن ماگمای مولد گرانیت‌های مورد بررسی براساس ترکیب آمفیبول‌ها [۱۹].

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

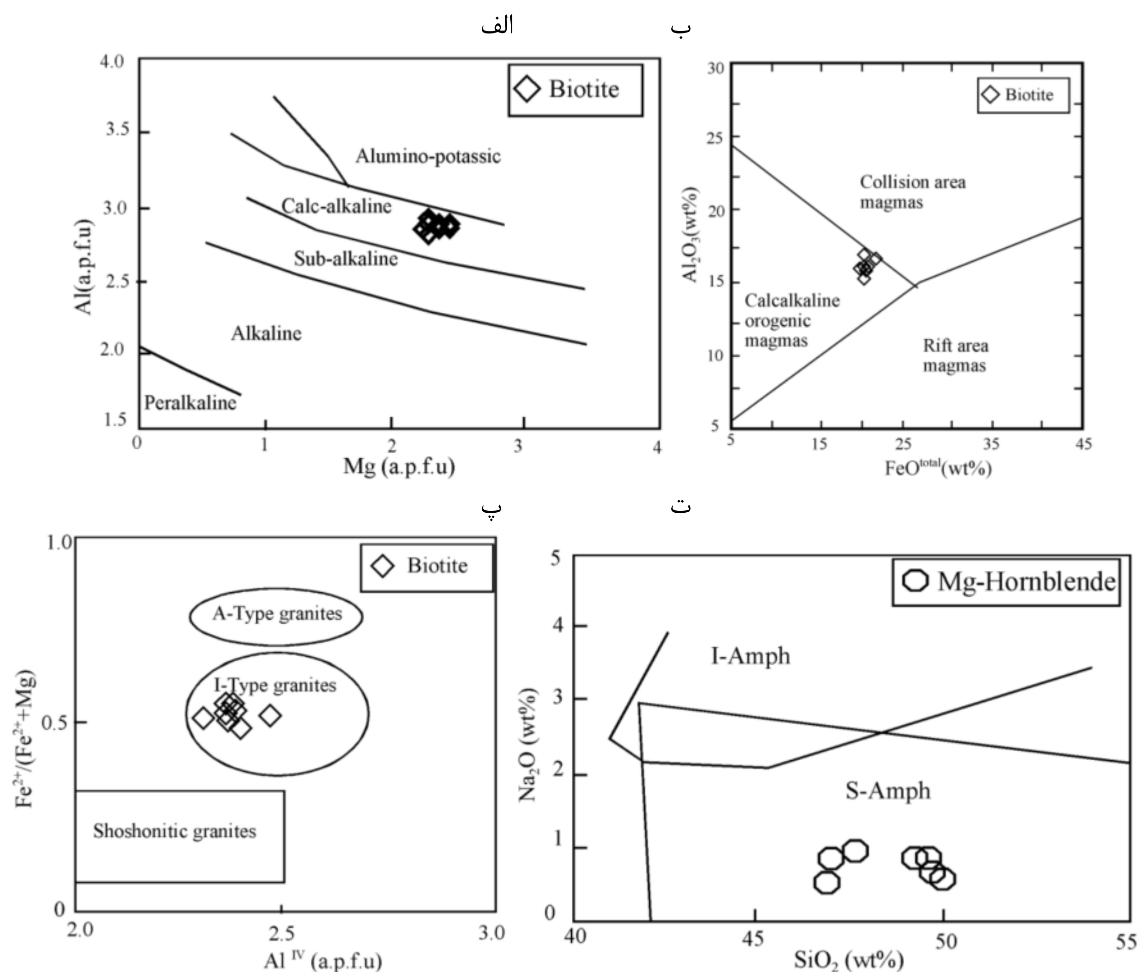
تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های کلیدی در تعیین نوع ماگما، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها محسوب می‌شوند. ترکیب کانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی تابع ترکیب ماگمای والد [۲۸]، گریزندگی اکسیژن [۲۹]، دمای مذاب [۳۰]، خاستگاه [۳۱] و نوع گرانیت [۳۲] است. بیوتیت‌های موجود در گرانیت پشت بادام دارای ترکیب بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور ماگما هستند (شکل ۴ ج) که به عقیده ناشیت [۲۸]، بیوتیت‌های اولیه با ترکیب حدواسط می‌توانند همزمان با تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز در ماگما ایجاد شوند. تعیین سری ماگمایی سازنده گرانیت‌های مورد بررسی بر پایه ترکیب بیوتیت در نمودار Mg نسبت به Al نشان دهنده ماهیت آهکی قلیایی ماگمای مولد این کانی‌هاست (شکل ۶ الف) [۳۳]. میانگین نسبت FeO*/MgO برای بیوتیت‌های سری ماگمایی آهکی قلیایی برابر با ۱/۷۶ گزارش شده است [۳۱] که این نسبت در ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر نزدیک به مقدار گزارش شده و برابر با ۱/۹۸ است. به‌عقیده عبدالرحمان [۳۱] ترکیب بیوتیت‌ها علاوه بر ماهیت ماگما می‌تواند معرف محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌ها نیز باشد. بر این اساس، بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار FeO* نسبت به Al_2O_3 در گستره‌ی ماگماهای آهکی قلیایی نواحی برخوردی قرار می‌گیرد (شکل ۶ ب) که بنا بر نظر استوسی و همکارش [۳۴] قرارگیری نمونه‌ها در این گستره نشانگر بیوتیت‌های برآمده از ماگماهای متاآلومین نیز قلمداد می‌شود. این بیوتیت‌ها دارای مقادیر متوسط شاخص غنی‌شدگی از آلومینیم (میانگین ۱/۳۰) هستند که مقادیر متوسط این شاخص نیز نشان‌دهنده گستره نه چندان وسیع فعالیت آلومینیم در تبلور مذاب است [۱۵]. همچنین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند در تمایز نوع گرانیت میزبان مورد استفاده قرار گیرد [۳۲]. بر این اساس، استفاده از نمودار Al^{IV} نسبت به Fe# نشانگر آن است که بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتی مورد بررسی وابسته به گرانیت‌های نوع I هستند (شکل ۶ پ).

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها نیز برای تعیین شرایط محیطی تشکیل گرانیتوئیدها دارای اهمیت است [۳۵]. آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌های پشت بادام از دسته آمفیبول‌های کلسیمی با ماهیت آذرین هستند (شکل‌های ۴ ب و ت)؛ به‌عقیده استین و همکارش [۳۶] وجود آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند بیانگر ارتباط آن‌ها با گرانیت‌های نوع I باشد. مقدار Al^{IV} موجود در آمفیبول‌های آذرین به‌عنوان یکی از عوامل تمایز محیط زمین ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۳۷]. بر این اساس، آمفیبول‌هایی با مقدار Al^{IV} بیش از ۱/۵ وابسته به جزایر قوسی بوده و مقادیر پایین‌تر از آن معرف آمفیبول‌های تشکیل‌شده در کرانه‌های فعال قاره‌ای است. ترکیب همه آمفیبول‌های موجود در توده گرانیتی مورد بررسی دارای مقدار Al^{IV} کمتر از ۱/۵ بوده که بیانگر تشکیل آن‌ها در کرانه‌های فعال قاره‌ای است. همچنین استفاده از نمودار تمایز آمفیبول‌ها ارائه‌شده در مرجع [۳۸] که آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) را از انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) تفکیک می‌کند نشانگر قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به فرورانش است (شکل ۶ ت). با توجه به مطالب بیان شده، می‌توان آمفیبول‌های موجود را متعلق به کرانه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش در نظر گرفت.

گرانیت مورد بررسی در بخش غربی خردقاره شرق- ایران مرکزی واقع شده و در افیولیت دگرگونه پشت بادام نفوذ کرده است. برخی پژوهشگران [۲۷، ۴۰،۳۹] افیولیت های واقع در بخش غربی این خردقاره که شامل افیولیت‌های انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام هستند را به عنوان بقایایی از پالئوتتیس در نظر گرفته‌اند. آنها پهنه فرورانش پالئوتتیس را در بخش غربی CEIM در نظر گرفته‌اند که فرورانش پالئوتتیس طی پالئوزوئیک موجب دگرنهادی گوشته در این مناطق شده است و رخداد فعالیت‌های ماگمایی قلیایی مناطق انارک تا بیاضه و نیز وجود پیکریت در منطقه بیاضه از نشانه‌های این نوع دگرنهادی است [۴۲،۴۱]. مجموعه‌ی افیولیتی پشت بادام، طی بسته‌شدن پالئوتتیس و رخداد فاز کوهزایی سیمرین میانی و با تأثیر فعالیت‌های موجود در کرانه قاره دچار دگرگونی شده‌اند [۴۳]. ادامه روند بسته‌شدن پالئوتتیس و برخورد قاره‌ای موجب شروع فعالیت‌های آذرین نفوذی و ایجاد این توده گرانیتی شده است. نبود آثار دگرگونی ناحیه‌ای در توده گرانیتی مورد بررسی و وجود زنولیت‌های آمفیبولیتی در آن‌ها نشان‌دهنده نفوذ این توده‌ی گرانیتی پس از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و ایجاد افیولیت دگرگونه و آمفیبولیت در این منطقه است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]



شکل ۶ الف-تعیین سری ماگمایی گرانیت‌های اسماعیل آباد براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها [۳۳]. ب- جایگاه بیوتیت‌های موجود در توده نفوذی مورد بررسی در نمودار Al_2O_3 نسبت به FeO^{total} [۲۶]. پ- نمودار تفکیک نوع گرانیت براساس ترکیب بیوتیت موجود در توده نفوذی [۲۷]. ت-نمودار رده‌بندی زمین ساخته ماگمایی آمفیبول‌های موجود در این گرانیت‌ها [۳۳].

برداشت

کانی‌شناسی توده گرانیتی اسماعیل آباد شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت (غنی از منیزیم)، مسکویت، آپاتیت، تیتانیت و زیرکن بوده و فاقد کانی‌های غنی از آلومینیم است. وجود آمفیبول‌های آذرین و بیوتیت‌ها در این نمونه‌ها بیانگر ارتباط این توده با توده‌های گرانیتی نوع I است. نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف دما- فشارسنجی در این نمونه‌ها، گستره دمای تقریبی۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و گستره فشار ۲ تا ۳/۸ کیلوبار را نشان می‌دهد. بررسی ماگمای سازنده این گرانیت‌ها نشان‌دهنده ماهیت آهکی قلیایی ماگمای مولد آن‌هاست که در مناطق برخوردی ایجاد شده است. با توجه به بسته شدن و فرورانش پالئوتتیس در این بخش از خردقاره شرق- ایران مرکزی، برخورد قاره‌ای را می‌توان موجب رخداد گرانیت‌زایی در زمان تریاس پسین در این منطقه در نظر گرفت.

مراجع

[1] Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., *"Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust"*. In: Rudnick R.L. (Eds.), *"The crust"*, Elsevier-Pergamon, Oxford (2003) 349-410.

[2] Clarke D.B., *"Granitoid rocks"*, Chapman and Hall, London (1992) 283 p.

[3]Frost C.D., Frost B.R., *"Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection"*, Geology 25 (1997) 647-650.

[4] Chen B., Jahn B.M., Wilde S.A., Xu B., *"Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic*

barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[18] Abbot R.N., Clarke D.B., *"Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (H_2O)<1"*, Canadian Mineralogist 17 (1979) 549-560.

[19] Ernest W.G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB, a semiquantitative thermobarometer"*, American Mineralogist 83 (1998) 952-969.

[20] *Holland T., Blundy J.,* "Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.*

[21] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

[22] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[23] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist 72 (1987) 231-239.*

[24] Hammarstrom J.M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[25] Jarrar G.H., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, southwest Jordan", *Journal of African Earth Sciences 26 (1998) 285-295.*

[26] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S.M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications"*, Journal of African Earth Sciences 38 (2004) 255-268.

[27] Wones D.R., *"Significance of the assemblage titanite+magnetite+quarts in granitic rocks"*, American Mineralogist 74 (1989) 744-749.

[28] Nachit H., *"Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotite des granitoïdes applications typologiques"*, PhD thèsis, Université de Bretagne occidentale, Brest, France (1986) 181 p.

implications", Tectonophysics 328(1) (2000) 157-182.

[5] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types"*, Pacific Geology 8 (1974) 173-174.

[6] Davoudzadeh M., *"Geology of Iran"*. In: Moores E.M., Fairbridge R.W. (Eds.),*"Encyclopedia of Asian and European Regional Geology"*, Chapman and Hall, London (1997) 384-405.

[7] Ramezani J., Tucker R., *"The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics"*, American Journal of Science 303 (2003) 622-665.

[8] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., *"Geology and thermochronology of Tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran"*, Geological Society of America Bulletin 119 (2007) 961-977.

[9] Haghipour A., *"Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central) petrologie et tectonique du socle Percambrien et de sa couverture"*, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France (1974) 403 p.

[10] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[11] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman, London (1992) 528 p.

[12] Giret A., Bonin B., Léger J.M., *"Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes"*, The Canadian Mineralogist 18 (1980) 481-495.

[13] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geomaterials (Mineralogy) Geoscience 337 (2005) 1415- 1420.

[14] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *"Nomenclature of the amphibole supergroup"*, American Mineralogist 97(2012) 2031-2048.

[15] Zen E., *"Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications"*, Earth Planetary Sciences 16 (1988) 21-52.

[16] Anderson J.L., *"Status of thermo-barometry in granitic batholiths"*, Earth Science Review 87 (1996) 125-138.

[17] Anderson J.L., Smith D.R., *"The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.307]

geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185-207.
[37] Jakes P., White A.J.R., *"Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas"*, Geological Society of America Bulltein 83 (1972) 29-40.
[38] Nosouhian N., *Petrology of the Paleozoic metaophiolite and Mesozoic felsic dykes swarm in the west and southwest of the Bayazeh (South of Khur- Central Iran)*. Theses Phd, Esfahan University (2016) 269 p.
[39] Bagheri S., *"The exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas"*, Ph.D thesis, Lausanne University (2007) 208 p.
[40] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implication"*, Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
[41] Bayat F., Torabi G., *"Alkaline lamprophyric province of Central Iran"*, Island Arc 20 (2011) 386-400.
[42] Nosouhian N., Torabi G., Arai S., *"Metapicrites of the Bayazeh ophiolite (Central Iran), a trace of Paleo-Tethys subduction-related mantle metasomatism"*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 271 (2014) 1-19.
[43] Khalili K., Torabi G., Arai S., *"Metamorphism of peridotites from Posht-e-Badam Paleozoic ophiolite (Yazd Province, Central Iran)"*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 280 (2016) 59-77.
[29] Partin E., Hewitt D.A., Wones D.R., *"Quantification of ferric iron in biotite"*, Geological Society American, Abstract with program 15 (1983) 656.
[30] Abbot R.N., Clarke D.B., *"Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O)<1$"*, Canadian Mineralogist 17 (1979) 549-560.
[31] Abdel-Rahman A., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas"*, Journal of Petrology 35(2) (1994) 525-541.
[32] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z., *"Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses"*, Lithos 63 (2002) 165-187.
[33] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., ÓReilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from supra-subduction and intraplate lithospheric mantel"*, Lithos 99 (2007) 68-84.
[34] Stussi J.M., Cuney M., *"Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment"*, Journal of Petrology 37 (1996) 1025-1029.
[35] Stone D., *"Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior province, Ontario, Canada"*, Canadian Mineralogist 38 (2000) 455-470.
[36] Stein E., Dietl E., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the*